INTRODUCCIÓN A LA FÍSICA DE LA CONTAMINACIÓN ATMOSFÉRICA

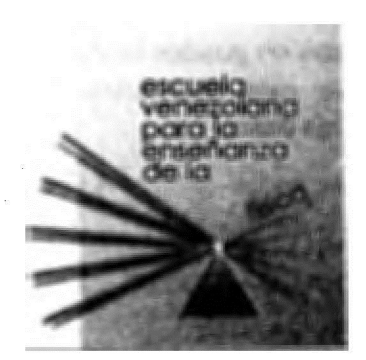
MARCOS PEÑALOZA

escuela
venezolana
para la
enseñanza
de la
física

Ediciones CELCIEC
J. Mauro Briceño
Alejandro Noguera
Orlando Escalona
Bernardo Vincent
Arístides Arellán

Marcos Peñaloza

Introducción a la Física de la Contaminación Atmosférica y del Cambio Climático





El Libro *Introducción a la Física de la Contaminación Atmosférica y del Cambio Climático* fue escrito especialmente como material de apoyo de uno de los cursos ofrecidos en la *II Escuela Venezolana para la Enseñanza de la Física.* La *Escuela* es un programa organizado por CELCIEC-ULA, diseñada en base a *Cursos de Actualización* dirigidos a los docentes de Física de la Educación Básica, Media y Diversificada.

La *II Escuela* cuenta con el patrocinio de CELCIEC-ULA; Universidad de Los Andes (ULA); Vicerrectorado Académico-ULA; Ministerio de Educación Superior; CDCHT-ULA; FUNDACITE-Mérida; Facultad de Ciencias-ULA y Departamento de Física de la Facultad de Ciencias-ULA.

Título de la obra: Introducción a la Física de la Contaminación Atmosférica y del Cambio Climático

Autor: Marcos Peñaloza

Editor: Escuela Venezolana de Enseñanza de Física
Comité Editorial:
J. Mauro Briceño • Bernardo Vincent • Alejandro Noguera • Orlando Escalona

Reproducción: Merideña de Tecnología, MERITEC C.A.
e-mail: meritec@reacciun.ve

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN

Normalmente hablando, el aire natural, además de estar formado por una mezcla de diversos gases en diferentes concentraciones bien conocidas, contiene una parte constituida por partículas en suspensión (aerosoles) de diferentes tipos, naturaleza y proporciones. Por ello, el aire natural perfectamente limpio, en términos reales, no existe y por el contrario, como algo común, siempre está sucio o tiene algo de suciedad que puede ser de origen natural o antropogénico; dependiendo de las circunstancias, este sucio puede ser inofensivo, benigno y hasta positivo, o puede ser dañino y maligno. En el sentido positivo, existen procesos convenientes en la naturaleza (ciclos) que ocurren en diferentes partes de la geoesfera, que dependen en gran parte de la circulación e intercambio de partículas naturales y gases en la atmósfera. Así la calificación y cuantificación de la suciedad del aire por partículas y/o gases extraños o no, queda sujeta a su origen, papel, nivel, alcance, efectos y consecuencias que de ella se deriven. Se puede hablar, entonces, de la suciedad combinada natural (inofensiva o dañina) y de la suciedad artificial (generalmente dañina) del aire. Cuando está suciedad, combinada o no, se presenta en el aire por encima de ciertos niveles o cantidades, o está compuesta por elementos extraños (gases o partículas) a su composición normal, podremos hablar de una contaminación general del aire en el sentido negativo de la expresión.

Específicamente, el aire está contaminado cuando la concentración de cualquiera de sus ingredientes secundarios (naturales y/o artificiales) es lo suficientemente elevada como para: (1) dañar la salud de las personas y otros seres vivos, (2) causar pérdida de bienestar, (3) disminuir la visibilidad y/o (4) producir

cambios climáticos (OPS, 1980). La pérdida de bienestar puede ser por: (a) acumulación de polvo y suciedad, (b) emanación de olores desagradables y/o (c) disminución de los rayos solares.

La contaminación del aire como problema ambiental central abarca una serie de posibles escenarios, formas o manifestaciones que varían tanto en dimensión espacial como en dimensión temporal. Se reconoce, entonces, que este problema no es uno solo sino muchos interconectados, con diferentes características que lo hace, al momento de su estudio, conocimiento y solución, un problema muy complejo de naturaleza inter y/o multidisciplinaria.

Una visión general de las diferentes categorías y escalas espaciales y temporales de cómo este problema se presenta, muestra que la contaminación del aire puede ser un episodio o evento muy localizado y rápido, pero muy agudo o grave, o llegar a ser un fenómeno progresivo que potencialmente puede estar afectando globalmente a todo el planeta.

Al respecto, la Tabla I muestra como la contaminación del aire puede ser categorizada tomando en cuenta cuatro aspectos generales: la escala horizontal, la escala vertical, la escala temporal y la escala de pertinencia o competencia jurisdiccional.

HORIZONTAL	VERTICAL	TEMPORAL	JURISDICCIÓN
Local	≤ Altura de Chimeneas	Horas	Municipal-Vecinal
Urbana	~ 1 km	Días	Distrital
Regional	Troposfera	Meses	Estatal-Nacional
Continental	Estratosfera	Años	Internacional-Nacional
Global	Atmósfera	Décadas	Internacional

TABLA I. Ámbitos bajo los cuales la contaminación del aire puede ser considerada (adaptado de Stern *et al.*, 1984).

La primera escala (horizontal) indica cuánta superficie de la Tierra está envuelta en el problema. La segunda (vertical) indica qué profundidad (o altura) de la atmósfera está involucrada en el problema. La tercera (temporal) señala cuál puede ser la duración del problema y el tiempo disponible para que se resuelva. La cuarta y última, determina cuál sería el nivel de los organismos e instituciones jurisdiccionales a los que le compete atacar y resolver el problema oficialmente.

La focalización del problema de acuerdo a este esquema define, entre una gran variedad de cosas, su evaluación teórica y/o práctica, pronósticos o predicciones, recursos, costos, impacto o consecuencias, estrategias (de mitigación o adaptación), legislación, etc., que evidencia una gran complejidad.

Hoy día los ejemplos de contaminación ambiental (de origen antropogénico), a diferentes escalas y dimensiones, y en particular los que tienen que ver con el aire y que lo someten a traumas adicionales, además de los naturales, abundan por doquier debido al alto grado de desarrollo tecnológico que ha alcanzado la civilización moderna contemporánea. Por mencionar algunos, que destacan por su relevancia y trascendencia, se pueden citar el accidente de la planta nuclear de Chernobyl, Ucrania, (contaminación radioactiva letal), lluvia ácida, episodios de altísimo grado de contaminación (smog fotoquímico) en grandes ciudades sobre-pobladas, accidente industrial de Bophal, India, (contaminación química venenosa), destrucción de la capa estratosférica de ozono o de la ozonósfera (penetración de radiación solar ultravioleta en exceso), el recalentamiento global (aumento de la temperatura media global).

De los anteriores, el problema conocido ampliamente como "Efecto Invernadero" o "Recalentamiento Global" (en inglés "Greenhouse Effect") y el problema de la contaminación antropogénica del aire de una gran ciudad, serán en este curso

discutidos a un nivel básico para introducir conocimientos conceptuales que lleven al entendimiento esencial de los mismos.

El primero de estos problemas, conforme a la Tabla I, abarca a todo el planeta y a toda la atmósfera, es a largo plazo y de pertinencia internacional, es decir, nos concierne a todos. La historia de cómo este problema llegó a ser identificado y cuantificado, en sus primeras aproximaciones, puede ser encontrada en Jones & Henderson-Sellers (1990) y RSAS (1997). Una discusión sobre el tratamiento y cobertura dado al fenómeno por los medios de comunicación social impresos anglosajones entre 1987 y 1990, es presentada por Wilkins (1993). Y el tema y sus consecuencias es tratado a un buen nivel general por Aubrecht (1988), Sagan (1990), Mitchell (1990), Erickson (1992) y Alonso & Ramis (1996). Un trabajo más completo que abarca aspectos adicionales sobre el cambio climático es el de Vázquez-Abeledo (1998).

El segundo problema, de acuerdo a la misma tabla, abarca sólo a una zona pequeña de tipo urbana hasta ~1 km de altura en la atmósfera, puede durar algunos días y le compete jurisdiccionalmente a la instancia distrital. Seguramente este problema hizo su aparición en las primeras décadas de la era industrial durante el siglo XIX, cuando a partir de 1860 la calidad del aire urbano de algunas ciudades europeas comenzó a ser sometido a drásticos cambios nunca antes vistos. Por 1911, Aitken (citado por Davies, 1987) ya había mostrado la preocupación sobre las enormes cantidades de sulfuro inyectadas a la atmósfera, debido a la quema de carbón natural para uso doméstico e industrial. Hoy día la contaminación atmosférica de las grandes ciudades del mundo es un problema común. Aun cuando ambos problemas comenzaron a ser vistos seriamente a partir del siglo XIX, el segundo es mucho más viejo que el primero (Halliday, 1961).

Para entender el recalentamiento global terrestre por causas antropogénicas, el cual se presume está en progreso, necesariamente hay que entender primero el efecto de invernadero natural terrestre que hace a este planeta habitable y confortable para la vida, en comparación con los otros planetas terrestres, en particular, con Marte y Venus. Esto se hará con una matemática y una física muy simples.

EL EFECTO DE INVERNADERO NATURAL TERRESTRE

Es obvio que la Tierra como cuerpo en el espacio, en promedio, tiene que estar en equilibrio de radiación (equilibrio radiativo); de lo contrario, su temperatura iría en aumento hasta que explotara o se evaporara, o su temperatura iría disminuyendo hasta que se congelara.

En tal equilibrio se cumple que:

$$\Delta F = F\downarrow - F\uparrow = 0, \quad (1)$$

donde $F\downarrow$ es el flujo de energía solar que recibe la tierra y que entra por su atmósfera y $F\uparrow$ es el flujo de energía térmica terrestre que sale irradiado hacia el espacio exterior.

La Tierra, a una distancia promedio del Sol, recibe de él la cantidad de energía S_o = 1368 joules/(s m^2) = 1368 Wm^{-2}, la cual es intersectada por la cara de la Tierra que está dando en ese momento al Sol; esa cara (disco) tiene un área de πR_T^2, donde R_T es el radio de la Tierra. Ahora bien, la Tierra refleja parte (fracción del total) de esa energía y la devuelve al espacio. Esto se conoce como albedo, *a*, el cual depende de las propiedades del sistema atmósfera-superficie. Entonces la parte de S_o que entra a la tierra es (1–*a*), y el total que entra a través de toda la cara es,

$$F\downarrow = S_o(1 - a)\pi R_T^2. \quad (2)$$

Al mismo tiempo, la Tierra emite al espacio exterior (como un cuerpo esférico calentado a una temperatura radiación, T_e), una radiación térmica, por segundo y por metro cuadrado, dada por la ley de Stefan-Boltzmann (ver más abajo): σT_e^4, donde σ es una constante igual a 5,6705 x 10^{-8} W/(m^2 k). esta radiación es emitida a través de la superficie de todo el globo terráqueo que es igual a

$4\pi R_T^2$. por lo tanto, la cantidad de energía irradiada al espacio por toda la Tierra es,

$$F\uparrow = 4\pi R_T^2 \sigma T_e^4. \quad (3)$$

Por condición de la ec. (1):

$$S_o(1 - a)\pi R_T^2 = 4\pi R_T^2 \sigma T_e^4, \quad (4)$$

la cual se reduce a,

$$S_o(1 - a)/4 = \sigma T_e^4. \quad (5)$$

Despejando T_e de la ec.(5),

$$T_e = [(1/4\sigma)S_o(1 - a)]^{1/4}. \quad (6)$$

con $a = 0{,}35$ y demás valores dados arriba, $T_e = 255$ K (-18 ºC).

Este valor de T_e representa la temperatura promedio correspondiente a la energía térmica emitida tanto por la superficie de la Tierra como por su atmósfera, vista desde el espacio. Esta radiación se detecta como si viniera desde una altura alrededor de los 5 km sobre el nivel del mar. Así el nivel de radiación efectiva del sistema combinado no se localiza en la superficie sino aproximadamente en la mitad (por masa) de la atmósfera.

Con la ec. (5) podemos cuantificar el flujo de energía global anual involucrado en el equilibrio o balance radiativo entre la Tierra y el espacio. Así, con el mismo valor de a y S_o, $F\uparrow = 222{,}3$ Wm^{-2}. La energía solar que llega a la Tierra, a una distancia promedio del Sol, es, como se ha indicado antes, $S_o = 1368$ Wm^{-2}. Pero de la ec. (5) se ve que sólo $S_o/4$ (= 342 Wm^{-2}) es el valor que entra en el cálculo del

balance, debido al factor (1/4) el cual proviene del cociente entre la sección transversal de la esfera terrestre (πR_T^2) y su superficie ($4\pi R_T^2$). Este factor geométrico es fácilmente interpretado si consideramos la rotación de la Tierra. En promedio anual, un lugar sobre nuestro planeta es iluminado por 12 horas y no por 24; además, está iluminación diaria no es siempre perpendicular, sino incide de acuerdo a la posición del Sol en el cielo. En promedio, el coseno de este ángulo de incidencia es de aproximadamente ½, y como la iluminación es de medio día, o sea, ½, el flujo recibido por la Tierra es en promedio global anual de 342 Wm^{-2} ($S_o/4$). En el caso de $a = 0$ (se absorbe todo y se emite todo), en balance radiativo, $F\uparrow = F\downarrow = 342$ Wm^{-2} (Fig.1), pero como $a = 0{,}35$, $F\uparrow = F\downarrow \cong 222$ Wm^{-2}. La diferencia de 120 Wm^{-2} ($aS_o/4$) corresponde al flujo que es devuelto al espacio exterior por reflexión (Fig.2). En estos dos ejemplos hemos considerado que la atmósfera terrestre no interviene (o no existe) en el proceso, por lo que el albedo corresponde a la superficie.

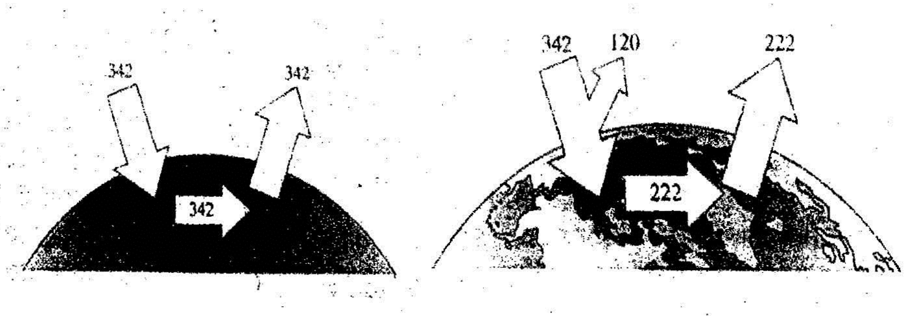


FIGURA 1 **FIGURA 2**

Supongamos ahora un tercer escenario donde se absorbe todo ($a = 0$), pero ya la atmósfera interviene en el proceso de balance radiativo. Bajo esta condición, la atmósfera emite 342 Wm^{-2} hacia el espacio exterior, pero también hacia abajo (Fig.3). Y con los 342 Wm^2 que recibe la superficie, ésta última emite hacia arriba 684 Wm^{-2} (Fig.3). En un cuarto escenario suponemos lo mismo, excepto que

tomamos en cuenta los 120 Wm^{-2} reflejados al espacio; en este caso, lo que llega a la superficie es 222 Wm^{-2} y lo que debe salir al exterior (desde la atmósfera) es lo mismo por condición de equilibrio radiativo (Fig.4). Por otra parte, la atmósfera devuelve, en equilibrio, también 222 Wm^{-2}, que son recibidos por la superficie junto con los 222 Wm^{-2} que entran desde el exterior, para un total de 444 Wm^{-2} que son emitidos desde la superficie (Fig.4).

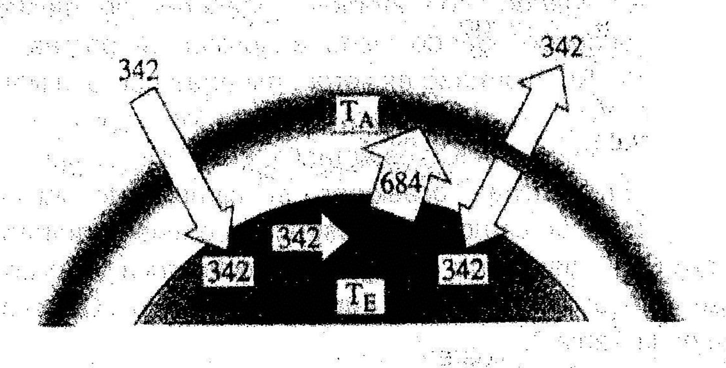


FIGURA 3. Aquí $T_E = T_S$ y $T_A = T_e$

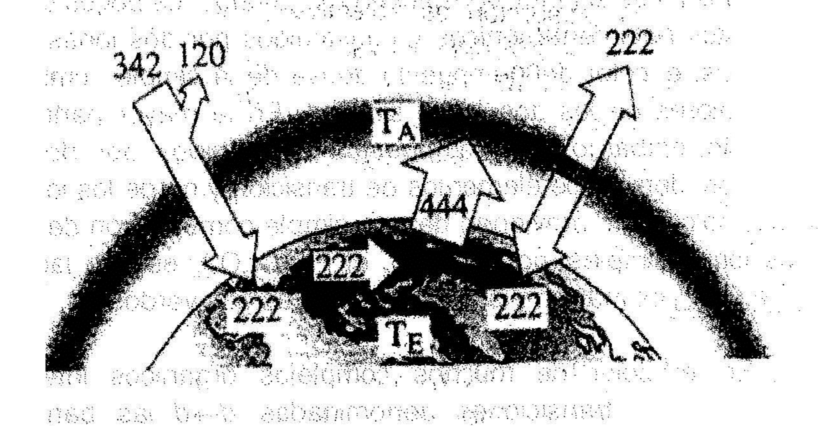


FIGURA 4. Aquí $T_E = T_S$ y $T_A = T_e$

La pregunta que sigue es: ¿cuál es entonces la temperatura de radiación, T_s, de la superficie terrestre y cuál es la temperatura de radiación, T_a, de la atmósfera?

La atmósfera, por encima del 99%, está compuesta de moléculas diatómicas y triatómicas las cuales, absorben radiación (que afecta sus modos de vibración y rotación) en un amplio rango del espectro electromagnético. En particular, ellas son más efectivas absorbiendo en el rango infrarrojo, IR, (λ = 1-100 μm) que en el visible y en el cercano IR (λ = 0,3-1 μm). Como resultado, el grueso de la radiación solar (la cual está concentrada alrededor de este último intervalo), pasa a través de la atmósfera y es absorbida por la superficie, la cual se calienta hasta alcanzar, en promedio, una temperatura de equilibrio T_s.

En el equilibrio, la superficie irradia hacia arriba, hacia la atmósfera, energía IR la cual es parcialmente absorbida por estas moléculas de la atmósfera como el H_2O, CO_2, O_3, etc. (gases invernadero). En equilibrio radiativo, esta energía parcialmente absorbida es re-emitida hacia arriba y hacia abajo (hacia la superficie). Esta absorción es selectiva en lo que se refiere a λ (longitud de onda de la radiación), pero por el momento supongamos que la misma no lo es, por lo que ahora se considera que la atmósfera absorbe como un cuerpo "gris" que tiene una emisividad $\varepsilon_a < 1$, e independiente de λ (en el IR). La emisividad es la fracción de energía emitida (por unidad de tiempo y por unidad de superficie) por el cuerpo con relación a la que emitiría si irradiara en todas las longitudes de onda (cuerpo negro). Si $\varepsilon_a = 1$, entonces el cuerpo emite como "cuerpo negro" (en todas las longitudes de onda). La distribución de esta energía en función de λ genera una curva la cual es descrita matemáticamente por una función que al integrarse (área bajo la curva), da la energía total emitida en todas las longitudes de onda (por unidad de tiempo y de superficie). Esta última, es

proporcional a la cuarta potencia de la temperatura de radiación, llamada temperatura efectiva T_e (ley de Stefan-Boltzmann: σT_e^4).

Con estas aproximaciones y consideraciones, se puede construir un modelo del sistema atmósfera-superficie de una sola capa, como se muestra en la siguiente Figura 5 (Ackerman, 1991).

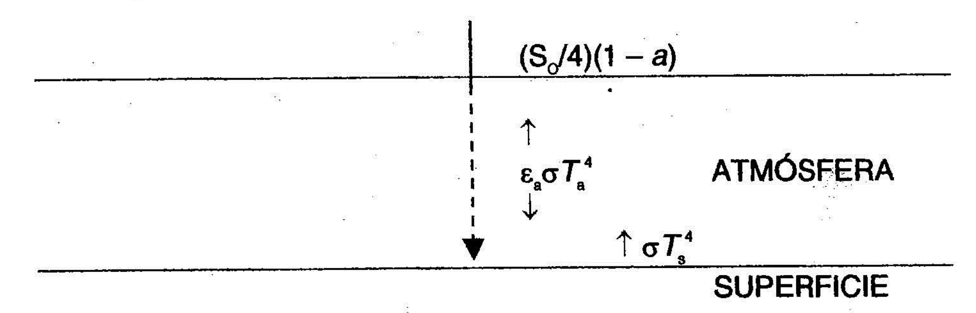


FIGURA 5

La atmósfera es representada por una sola capa con una temperatura uniforme T_a. En el equilibrio, el balance de energía en este modelo simple puede ser representado por un sistema sencillo de dos ecuaciones con dos incógnitas: T_a y T_s.

En la superficie:

$$(S_0/4)(1 - a) + \varepsilon_a \sigma T_a^4 = \sigma T_s^4. \quad (7)$$

En la atmósfera:

$$\varepsilon_a \sigma \mathbf{T}_a^4 + \varepsilon_a \sigma \mathbf{T}_a^4 = \varepsilon_a \sigma \mathbf{T}_e^4. \quad (8)$$

Resolviendo el sistema,

$$T_a = [1/(2)^{1/4}]T_s, \quad (9)$$

$$T_s = [(1/4)S_o(1 - a)/\sigma(1 - 1/2\varepsilon_a)]^{1/4} = T_e/[1 - (1/2)\varepsilon_a)]^{1/4}, \quad (10)$$

$$T_a = T_e/[2(1 - 1/2\varepsilon_a)]^{1/4} = T_e/[(2 - \varepsilon_a)]^{1/4}. \quad (11)$$

Las ecs. (10) y (11) dan, respectivamente, T_s y T_a en función de T_e y de ε_a con $0 \le \varepsilon_a \le 1$. La Fig. 6 muestra gráficamente la variación de T_s y T_a en función de ε_a (con T_e = 255 K).

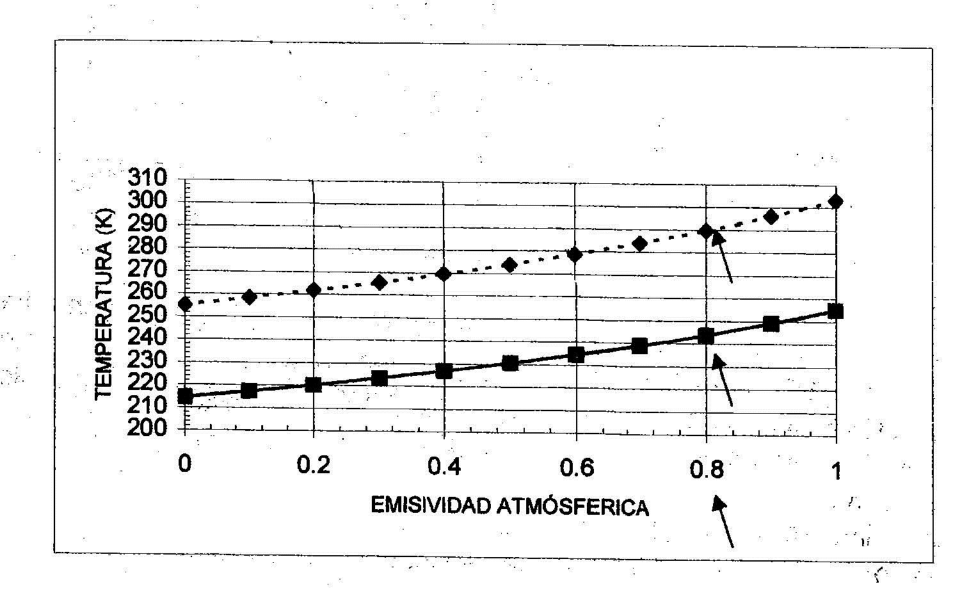


FIGURA 6. Temperaturas atmosférica y superficial en función de la emisividad atmosférica (modelo de una sola capa)

Note que $T_s \geq T_e$ y que $T_a \leq T_e$.

La flecha inferior en la Fig.6 (Ackerman, 1991) indica el valor de 0,8 que es la emisividad de la atmósfera espectralmente promediada. Los correspondientes valores de T_s y T_a son, respectivamente, 288 K (flecha superior) y 244 K (flecha intermedia).

También de la Fig. 6 se observa que para $\varepsilon_a \to 0$, $T_s \to T_e$ = 255 k y $T_a \to$ 214 K; para $\varepsilon_a \to 1$, $T_s \to$ 303 K y $T_a \to T_e$ = 255 K.

Para $\varepsilon_a = 0$ (no hay atmósfera), el valor exacto de T_a no tiene significado físico.

Actualmente la temperatura de la superficie terrestre está 33 K (= 288 K – 255 K) por encima de la temperatura de equilibrio T_e y la temperatura de la atmósfera está 11 K por debajo (= 255 K – 244 K). El calentamiento de la superficie se debe al flujo que devuelve la atmósfera hacia abajo. Esto último se conoce con el nombre de *calentamiento global o efecto de invernadero natural terrestre.*

Sin este efecto, la superficie de nuestro planeta sería significativamente más fría y el ambiente menos hospitalario y menos apropiado para la vida.

Problema 1:

Calcular T_s y T_a para los casos planteados en las Figs. 1-4.

ALTERACIÓN DEL EFECTO DE INVERNADERO (CALENTAMIENTO GLOBAL ADICIONAL)

Las concentraciones de CO_2 y H_2O determinan fundamentalmente, junto otros gases-traza que absorben en el IR, la emisividad de la atmósfera terrestre. Si todas estas concentraciones o cualesquiera de ellas se altera, la temperatura de la superficie se alterara como también lo hará la temperatura atmosférica (ecs. 10 y 11).

Para ver cómo se altera la temperatura de la superficie, rearreglemos la ec. (10) como,

$$[1 - (1/2)\varepsilon_a]\sigma T_s^4 = (1/4)S_o(1 - a). \quad (12)$$

Diferenciemos esta expresión con respecto a la temperatura superficial y a la emisividad:

$$[1 - (1/2)\varepsilon_a]4\sigma T_s^3 \Delta T_s + \sigma T_s^4(-1/2)\varepsilon_a \Delta\varepsilon_a = 0. \quad (13)$$

Busquemos cuánto varía la temperatura superficial, ΔT_s, en función de un cambio $\Delta\varepsilon_a$. dividiendo por T_s^4 ambos miembros y rearreglando,

$$[1 - (1/2)\varepsilon_a]4\sigma(\Delta T_s/T_s) - \sigma(1/2)\varepsilon_a\Delta\varepsilon_a = 0 \Rightarrow$$

$$\Delta T_s = T_s\, \varepsilon_a \Delta\varepsilon_a / (8 - 4\varepsilon_a). \quad (14)$$

La Figura 7 muestra gráficamente la ec.(14) para diferente valores de ε_a.

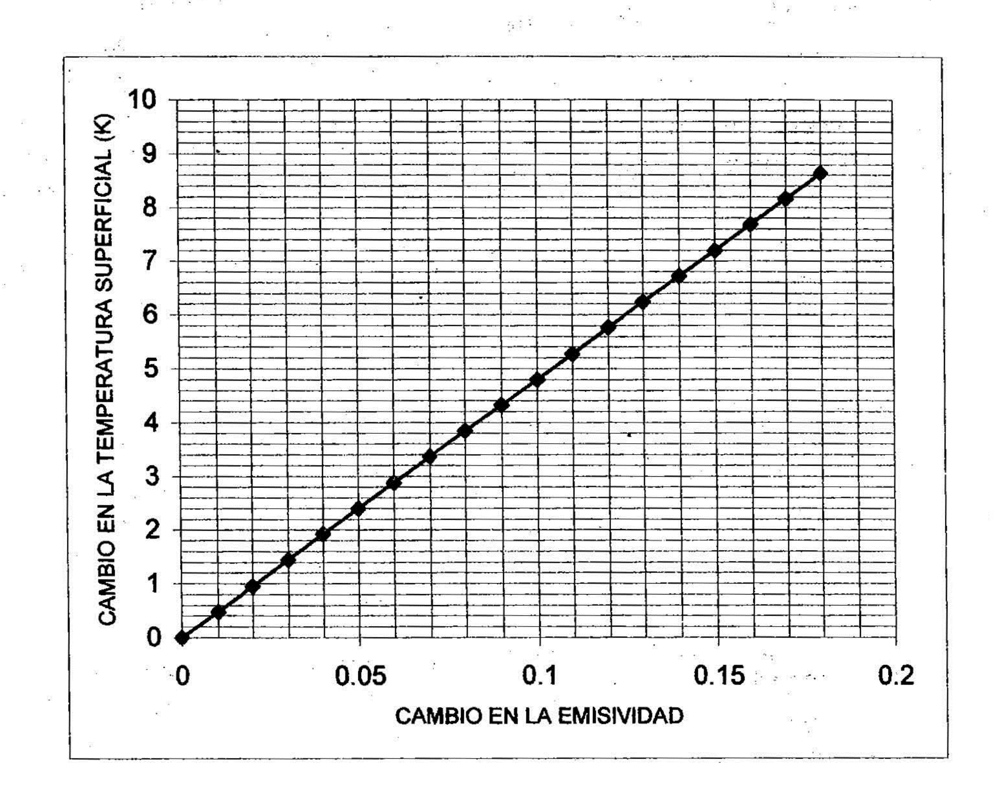


FIGURA 7. Cambio en la temperatura superficial terrestre en función del cambio de emisividad.

Se estima (Ramanathan y Coakley, 1979) que si se dobla en el futuro la concentración actual de CO_2 (~358 ppmv → 2x 358 ppmv),

producto de la actividad antropogénica, habrá un flujo adicional atmosférico hacia debajo y a nivel de la superficie de 4 W/m^2, equivalente a un aumento de la emisividad de 0,025. La relación entre la emisividad del CO_2 y su concentración en la atmósfera [CO_2]

ha sido dada por Staley y Jurica (1972), con referencia al nivel de los 1000 mb de presión, quienes han establecido la relación ε_a = 0,0235Ln[CO_2] + 0,0537. Aplicando esta relación a [CO_2] = 358 ppmv y [CO_2] = 716 ppmv, $\Delta\varepsilon_a \cong 0{,}020$. Del gráfico anterior, se ve que esto equivale a un cambio de la temperatura superficial terrestre de $\Delta T_s \cong$ 1,2 K.. Una pregunta que inmediatamente surge es, ¿Para cuándo se alcanzará el doble de la concentración de CO_2 en la atmósfera? Esto es materia de extenso e intenso estudio a través de modelos matemáticos.

Problema 2:

Encontrar cómo varía ΔT_s vs $\Delta\varepsilon_a$ y comparar con la curva dada en la Fig. 7.

La predicción hecha por este modelo sobre-simplificado se ha basado, entre otras, en las siguientes aproximaciones:

1.- La atmósfera tiene una sola capa homogénea.

2 .- Toda la energía solar llega a la superficie.

3.- La atmósfera emite como un cuerpo gris.

4.- La capa contiene sólo CO_2.

5.- La atmósfera no contiene nubes.

6.- La radiación es el único mecanismo de transferencia de energía.

7.- La radiación solar cae perpendicularmente.

8.- La superficie absorbe toda la energía que le llega.

En general, una variación de la temperatura T_s y de T_a, significa una variación también de T_e, la cual llamaremos ΔT_e. Para estudiar, bajo un enfoque alternativo, esta variación debido a una alteración de la composición de la atmósfera por contaminación, consideremos que el globo terráqueo tiene una temperatura de radiación T_e, asociada con un flujo hacia el espacio exterior dado por la ley de Stefan-Boltzmann ($S_e = \sigma T_e^4$). cuando el globo terráqueo adquiere una nueva temperatura de equilibrio T_e', el flujo ha variado de S_e a S_e', en una cantidad $\Delta S_e = S_e' - S_e$. En símbolos,

$$S_e \rightarrow S_e' \Rightarrow \Delta S_e = S_e' - S_e \Rightarrow S_e' = \Delta S_e + S_e. \ (15)$$

Como consecuencia,

$$T_e \rightarrow T_e' \Rightarrow \Delta T_e = T_e' - T_e \Rightarrow T_e' = \Delta T_e + T_e. \ (16)$$

De ahí que:

$$\Delta S_e \rightarrow \Delta T_e. \ (17)$$

¿Cómo se relacionan estos dos cambios? Siguiendo a Knox (1999), aplicamos la Ley Stefan-Boltzmann a S_e', y por aplicación de ec.(15) y (16).

$$S_e' = \sigma T_e'^4 \Rightarrow (S_e + \Delta S_e) = \sigma(T_e + \Delta T_e)^4. \ (18)$$

Dividiendo ec.(18) por S_e,

$$[1 + (\Delta S_e/S_e)] = (\sigma/S_e)(T_e + \Delta T_e)^4,$$

$$[1 + \varepsilon'] = (1/T_e^4)(T_e + \Delta T_e)^4, \ (19)$$

Donde $\varepsilon' = (\Delta S_e/S_e)$ representa la variación de S_e como fracción del

flujo original S_e. Despejando ΔT_e en ec.(19),

$$[1 + \varepsilon']^{1/4} = (1/T_e)(T_e + \Delta T_e) \Rightarrow [1 + \varepsilon']^{1/4} = (1 + \Delta T_e/T_e) \Rightarrow$$

$$\Delta T_e/T_e = (1 + \varepsilon')^{1/4} - 1 \Rightarrow$$

$$\Delta T_e = [(1 + \varepsilon')^{1/4} - 1]T_e \cong (1/4)\varepsilon' T_e. \quad (20)$$

La Figura 8 muestra gráficamente la ec.(20). Note que un aumento, por cualquier causa, del flujo IR de un 0,01 del flujo inicial (o sea, de un 1%), produce un aumento en la temperatura de equilibrio radiativo de la Tierra de aproximadamente 0,7 K, o casi de 1 K.

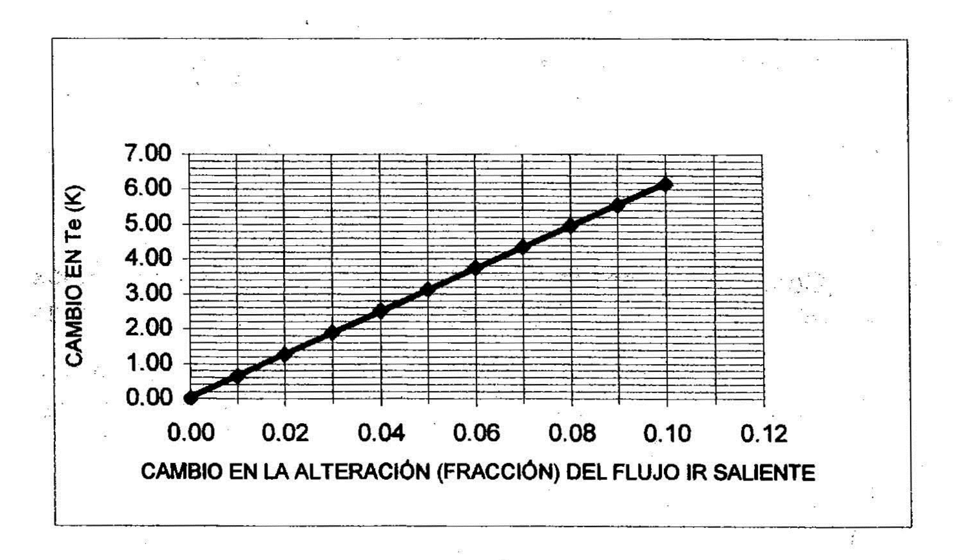


FIGURA 8. Cambio de la temperatura efectiva terrestre debido a una variación de la alteración (fracción) del flujo ir saliente inicial.

Una de las cuestiones que es conveniente aclarar a estas alturas, es la interpretación que hay que darle a estos cambios de temperatura del orden de 1 K. Se podría argumentar que un cambio

de un grado Kelvin, es un cambio muy bajo como para que produzca cambios en el sistema climático. Vale decir que esta variación de temperatura es menor que aquella que ocurre normalmente entre el día y la noche sin que esto produzca trastornos climáticos. El punto es que cuando se habla de cambios en la temperatura de radiación (efectiva, atmosférica y superficial), se está hablando, respectivamente, de una temperatura promedio anual global ("temperatura climática"). Y una variación pequeña de estas temperaturas climáticas significaría variaciones mayores en las temperaturas (meteorológicas) que normalmente se presentan diariamente y que se usan para hacer los promedios globales. Apoyémonos en una analogía para entender esto mejor.

Considere, por ejemplo, la nota definitiva, ND, obtenida por un estudiante, como resultado de promediar sus notas parciales. Supongamos que fueron cuatro exámenes parciales (EP_i, $i = 1, 2, 3$ y 4) que éste presentó. Así, $ND = (EP_1 + EP_2 + EP_3 + EP_4)/4$. La nota definitiva crítica es ND = 09 ya que se puede esperar que se solicite un aumento de un punto para llevarla a diez y aprobar. ¿Qué significa elevar en un punto el valor de ND? Despejemos de la ecuación anterior cualesquiera de las notas parciales, por ejemplo, $EP_4 = 4ND - EP_1 - EP_2 - EP_3$. Hagamos un ejemplo numérico: pongamos que para que el estudiante le dé ND = 09, las notas parciales fueron $EP_1 = EP_2 = EP_3 = 10$ y $EP_4 = 06$. Si se le aumenta en un punto a ND para que este valga 10, EP4 = 4x10 – 3x10 = 10 puntos. En otras palabras, aumentarle de 09 a 10 la ND (diferencia de un punto), significa elevarle la nota del cuarto parcial de 06 puntos a 10 puntos, o sea, una diferencia de cuatro puntos, que puede equivaler a un problema que hizo mal o que no hizo.

En relación a la aproximación (1), un modelo un poco más elaborado pero aun todavía sobre-simplificado, que considera la atmósfera dividida en varias capas, pero con $\varepsilon_a = 1$ para una más rápida captación del

modelo (radiación de cuerpo negro), permite tener una idea un poco más realista del problema.

EL EFECTO DE INVERNADERO EN UNA ATMÓSFERA ESTRATIFICADA

La observación del perfil de temperatura troposférica, entre la superficie y la tropopausa, indica una disminución de ésta con la altura en una cantidad que oscila entre los 60 ºC y los 80 ºC. Esta disminución de temperatura puede ser explicada en principio con base a la transferencia de radiación en una atmósfera hipotética, discretamente estructurada en capas homogéneas plano-paralelas, teniendo cada una asociada una temperatura T_i (con i = 1,2... n), tal que $T_s > T_1 > T_2 > T_3 > ... > T_n$(Goody & Walker, 1975).

Cada una de estas capas debe tener un espesor tal que la radiación emitida por una, debe ser absorbida por la adyacente. Así, las capas no deben ser ni demasiado gruesas ni demasiado delgadas. Dentro este contexto, una capa será demasiado gruesa si la radiación es emitida y re-absorbida dentro de la misma capa. Por el contrario, una capa será demasiado delgada si la radiación la atraviesa, sin experimentar ninguna absorción. Por lo tanto, cada capa tendrá un justo espesor necesario para absorber la radiación que le llega. Al aumentar la altura, la densidad de los gases absorbentes es menor, por lo que se espera que el espesor de las capas aumente también con la altura, permitiendo a la radiación viajar más lejos antes de ser absorbida.

El número total de capas en que una atmósfera puede ser dividida de esta manera, o bajo este criterio, se llama la *opacidad o espesor óptico*, τ, de la atmósfera. Consecuencialmente, este espesor óptico depende de la cantidad de atmósfera que haya y de la eficiencia con que los gases atmosféricos absorben la radiación IR.

En el equilibrio consideremos el balance de energía entre la diferentes capas presentadas en la Figura 9 (Goody & Walker, 1975).

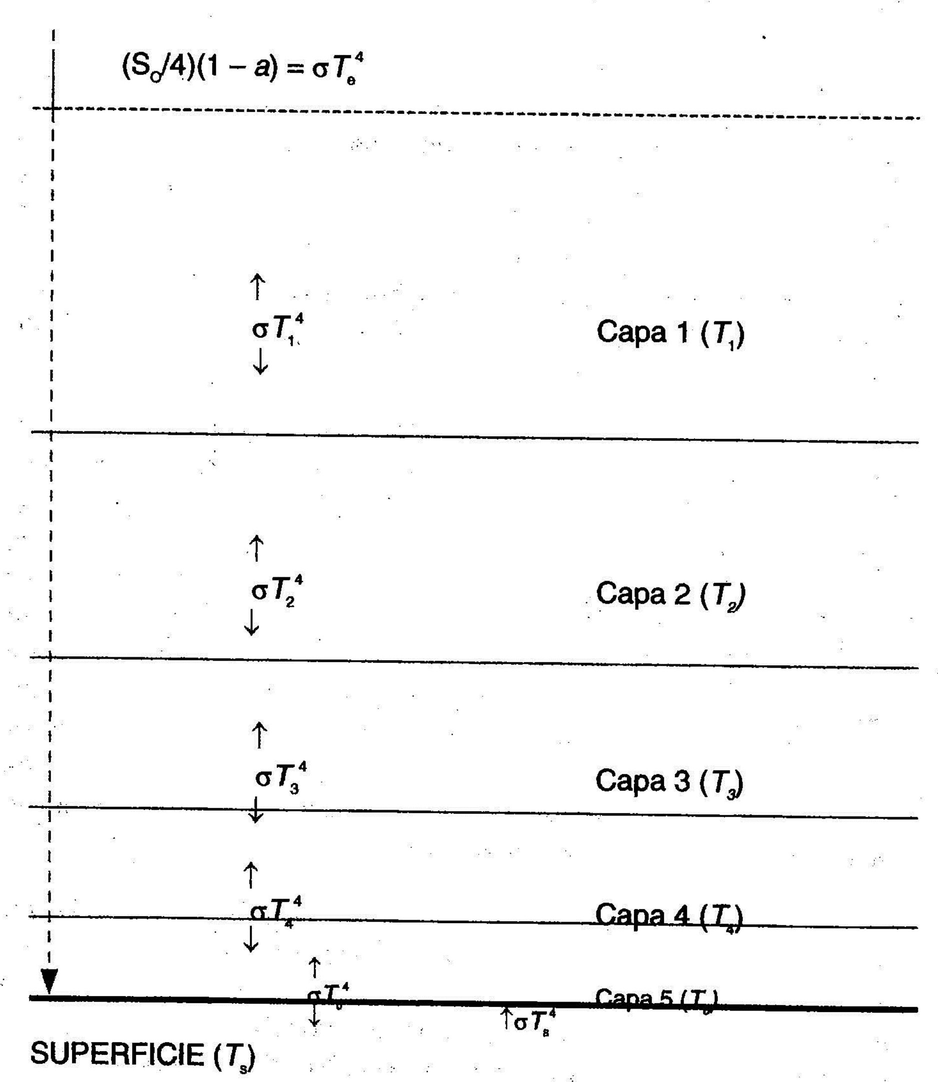


FIGURA 9

La capa 1, radiativamente hablando hace "contacto" con el espacio exterior, por lo que:

$$\sigma T_1^4 = \sigma T_e^4, \text{ (21)}$$

de donde, $T_1 = T_e$.

El equilibrio radiativo en la capa 1 sugiere también que:

$$\downarrow\sigma T_1^4 + \uparrow\sigma T_1^4 = \uparrow\sigma T_2^4 \Rightarrow T_2^4 = 2T_1^4 = 2T_e^4. \text{ (22)}$$

Igualmente, si se establece el balance de energía en la capa 2:

$$\downarrow\sigma T_2^4 + \uparrow\sigma T_2^4 = \uparrow\sigma T_3^4 + \downarrow\sigma T_1^4 \Rightarrow T_3^4 = 2T_2^4 - T_1^4. \text{ (23)}$$

Haciendo uso de la relación (22) y (21),

$$T_3^4 = 4T_e^4 - T_e^4 \Rightarrow T_3^4 = 3T_e^4. \text{ (24)}$$

En la capa 3 el balance de energía es:

$$\downarrow\sigma T_3^4 + \uparrow\sigma T_3^4 = \uparrow\sigma T_4^4 + \downarrow\sigma T_2^4 \Rightarrow T_4^4 = 2T_3^4 - T_2^4. \text{ (25)}$$

Aplicando simultáneamente las relaciones (24) y (22),

$$T_4^4 = 6T_e^4 - 2T_e^4 \Rightarrow T_4^4 = 4T_e^4 \text{ (26)}$$

A continuación en la capa 4:

$$\downarrow\sigma T_4^4 + \uparrow\sigma T_4^4 = \uparrow\sigma T_5^4 + \downarrow\sigma T_3^4 \Rightarrow T_5^4 = 2T_4^4 - T_3^4. \text{ (27)}$$

Por aplicación de (26) y (24),

$$T_5^4 = 8T_e^4 - 3T_e^4 \Rightarrow T_5^4 = 5T_e^4. \text{ (28)}$$

Finalmente, en la capa 5:

$$\downarrow\sigma T_5^4 + \uparrow\sigma T_5^4 = \uparrow\sigma T_s^4 + \downarrow\sigma T_4^4 \Rightarrow T_s^4 = 2T_5^4 - T_4^4. \ (29)$$

Con la relación (28) y (26), la ec. (29) se transforma en,

$$T_s^4 = 10T_e^4 - 4T_e^4 \Rightarrow T_s^4 = 6T_e^4. \ (30)$$

Las expresiones (22), (24), (26), (28) y (30) nos permiten encontrar una ecuación general de la temperatura superficial, T_s, en función del espesor óptico en el infrarrojo, τ_{IR}, de la atmósfera:

$$T_s = (1 + \text{número de capas})^{1/4} T_e \Rightarrow T_s = (1 + \tau_{IR})^{1/4} T_e. \ (31)$$

La variable τ_{IR}, como se deduce de la expresión anterior, es adimensional, es decir, no tiene unidades. En el ejemplo que nos ocupa, el número de capas es igual a 5, por lo que el espesor óptico en el IR es igual a 5, con cada capa teniendo un espesor óptico individual igual a uno. Note, sin embargo, que a pesar de esto el espesor geométrico (altura) de la capa más profunda, la que está en contacto con el suelo, es el menor puesto que esta capa es la más densa. A medida que subimos de capa, la densidad disminuye por lo que para que tenga igual opacidad óptica, el espesor geométrico debe aumentar. La disminución de densidad debe ser compensada por un aumento del espesor geométrico de la capa; de allí que en la Fig. 9 la capa 1 es la más gruesa y la capa 5 la más delgada. Pero todas, individualmente, tienen una opacidad igual a uno. Por lo anterior, se puede afirmar que, en general, el espesor óptico es proporcional a: (*i*) el espesor geométrico x de la capa (o altura en este caso), (*ii*) la densidad ρ de los gases contenido en ella, y (*iii*) a la "eficiencia" κ con que estos gases extingan (absorción + dispersión) energía radiante; por consiguiente, $\tau = \kappa\rho x$. Como esta variable no

tiene dimensiones, y considerando que la unidad de densidad puede ser expresada en [g/cm^3], y el espesor geométrico en [cm], la unidad de κ puede venir dada en [cm^2/g].

Es importante entender, entonces, que por esta última definición, la opacidad o espesor óptico es un número que no necesariamente tiene que ser entero (como el valor de 5 de la Fig. 9). Considerando que T_e = 255 K y que T_s = 288 K, el cálculo muestra según la ec. (31), que la opacidad media de la atmósfera en el infrarrojo es de aproximadamente 0,63. Evidentemente un aumento de esta opacidad por encima de este valor, debido a un aumento antropogénico de estos gases (por ejemplo, CO_2), conllevará a un aumento de T_s. ¿Habrá aumentado o estará aumentado sostenidamente la opacidad de la atmósfera en el IR?

La ec.(31), al igual que la ec.(10), son cada una representación matemática del efecto de invernadero natural de la atmósfera terrestre, en función respectiva de el espesor óptico en el IR (τ_{IR}) y la emisividad (ε_a). Si la Tierra no tuviera atmósfera, o no contuviera gases absorbentes en el infrarrojo (gases invernadero), τ_{IR} = ε_a = 0, y de ambas ecuaciones, T_s = T_e: no habría calentamiento global natural de la superficie. Pero como esto no es cierto, τ_{IR} > 1, ε_a > 1 por lo que T_s > T_e. En este último caso, una alteración de esta condición (recalentamiento global: variación de la temperatura de radiación del globo terráqueo, T_e, como cuerpo en el espacio) puede venir expresada por la ec. (20) la cual depende precisamente de ε' (= $\Delta S_e/S_e$ que, como se ha indicado, representa la fracción de la variación de S_e en función del flujo original), debido a una alteración en la concentración y/o composición del aire. Si no hay tal alteración, ΔS_e = 0, ε' = 0 y por consiguiente, ΔT_e = 0.

Según la ec. (10), si la atmósfera fuera considerada como constituida por una sola capa (Fig. 5) y emitiera como cuerpo negro (ε_a = 1) $\Rightarrow$ $T_s \cong 1{,}189 T_e$ (o $T_s/T_e \cong 1{,}189$). Por la ec.(31), para una sola

capa (τ_{IR} = 1), T_s/T_e = $[1 + 1]^{1/4}$ = $[2]^{1/4} \cong$ 1,189. De momento este cociente es T_s/T_e = 288 K/255 K = 1,129 lo cual quiere decir que la atmósfera ni emite como cuerpo negro ni debe tener una opacidad óptica infrarroja de 1 (sino de ~0,63 como se ha deducido arriba).

EL EFECTO DE INVERNADERO EN UNA ATMÓSFERA DE UNA SOLA CAPA CON MÚLTIPLE REFLEXIÓN

Con atención a las aproximaciones (2), (6) y (8) hechas anteriormente, podemos considerar la posibilidad de que suceda lo contrario a lo indicado por ellas: (a) no toda la energía solar llega a la superficie, parte de ella es absorbida antes y parte reflejada; (b) la radiación no es el único mecanismo de transporte de energía; (c) no toda la energía que llega a la superficie es absorbida por ésta. Con relación a estos literales definamos, respectivamente, por f la fracción de la energía incidente en el visual no-reflejáda que es absorbida por la atmósfera (abosrtividad); por S_{NR} el flujo no-radiativo (convección y calor latente de evaporación) proveniente de la superficie; y por r_S el albedo de la superficie [luego, $(1 - r_S)$ es la parte que absorbe la superficie y r_S es la parte que refleja]. A su vez la capa atmosférica posee su albedo, que podemos denominar por r_A [luego, $(1- r_A)$ es la parte que ingresa a la atmósfera y r_A la parte reflejada al espacio]. La Figura 10 ilustra lo que vamos a explicar.

S_o $r_A S_o$

$(1 - r_A)S_o \rightarrow f(1 - r_A)S_o$

1ra. reflex.atmós. 2da.reflex.atmós. 3ra.reflex.atmós.

$r_s S_1 \rightarrow (1 - r_A) r_s S_1$ $r_A r_s^2 S_1 \rightarrow (1 - r_A) r_A r_s^2 S_1$ $r_A^2 r_s^3 S_1 \rightarrow \ldots$

$S_1 \equiv (1 - f)(1 - r_A)S_o$ $r_A r_s S_1$ $r_A^2 r_s^2 S_1$ $r_A^3 r_s^3 S_1$

1ra. reflex. sup. 2da.reflex.sup. 3ra. reflex.sup.

$(1 - r_s)S_1$ $\rightarrow (1 - r_s) r_A r_s S_1$ $\rightarrow (1 - r_s) r_A^2 r_s^2 S_1$ $\rightarrow (1 - r_s) r_A^3 r_s^3 S_1$

FIGURA 10. Múltiple reflexión en una atmósfera de una sola capa.

Inicialmente S_0 (recordemos que vale 342 Wm^{-2}) se distribuye en $r_A S_0$ que se refleja al espacio y en $(1- r_A)S_0$ que penetra en la atmósfera; de esta última, $f(1- r_A)S_0$ es absorbida por ella y $(1- f)(1- r_A)S_0 \equiv S_1$ llega a la superficie. De esta última, $(1- r_S)S_1$ es absorbida por la superficie y $r_S S_1$ es devuelta a la atmósfera (primera reflexión superficial). De ésta, $(1- r_A)r_S S_1$ es absorbida por la atmósfera y $r_A r_S S_1$ es devuelta hacia abajo (primera reflexión atmosférica). Al llegar ésta a la superficie, $(1- r_S)r_A r_S S_1$ es absorbida por ella, y $r_A r_S^2 S_1$ es devuelta a la atmósfera (segunda reflexión superficial). De ella, $(1- r_A)r_A r_S^2 S_1$ es absorbida y $r_A^2 r_S^2 S_1$ es devuelta hacia abajo (segunda reflexión atmosférica). De esta cantidad, $(1- r_S)r_A^2 r_S^2 S_1$ es absorbida por la superficie y $r_A^2 r_S^3 S_1$ es devuelta a la atmósfera (tercera reflexión superficial). De esta última cantidad, $(1- r_A)r_A^2 r_S^3 S_1$ es absorbida por la atmósfera y $r_A^3 r_S^3 S_1$ es devuelta por ésta hacia abajo. La *m* reflexión superficial (hacia arriba), siguiendo las expresiones en amarillo de la Fig.10, tiene la forma general $r_A^{m-1} r_S^m S_1(\uparrow)$, y $(1- r_S)r_A^{m-1} r_S^{m-1} S_1(\downarrow)$ es la expresión general para la *m*-ésima absorción de la superficie. La *n* reflexión atmosférica (hacia abajo), siguiendo las expresiones en azul turquesa en la Fig.10, tiene la forma general $r_A^n r_S^n S_1(\downarrow)$, y $(1- r_A)r_A^{n-1} r_S^n S_1$ $(\rightarrow)$ es el término general para la *n*-ésima absorción de la atmósfera. Después de *m* y *n* reflexiones, con $m \rightarrow \infty$ y $n \rightarrow \infty$, tenemos que,

Absorción Total en la Superficie $= \sum_{m=1}^{\infty} (1 - r_s)(r_A r_s)^{m-1} S_1 = (1 - r_A r_s)^{-1}(1 - r_s)S_1 =$

$$= k_m(1 - r_s)S_1 = k_m(1 - r_s)(1 - f)(1 - r_A)S_0 = BS_0, \quad (32)$$

donde $k_m \equiv (1 - r_A r_s)^{-1}$ y $B \equiv k_m(1 - r_s)(1 - f)(1 - r_A)S_0$

Absorción Atmosférica por Reflexiones $= \sum^{\infty}_{n=1} (1 - r_A) r_s (r_A r_s)^{n-1} S_1 =$ $(1 - r_A r_s)^{-1}(1 - r_A) r_s S_1 = k_m(1 - r_A) r_s S_1$

$$= k_m(1 - r_A) r_s (1 - f)(1 - r_A) S_o = k_m(1 - r_A)^2 r_s (1 - f) S_o. \quad (33)$$

Absorción Total de la Atmósfera $= [f k_m (1 - r_A)^2 r_s (1 - f) + f(1 - r_A)] S_o$

$$= A S_o, \quad (34)$$

donde $A \equiv [k_m(1 - r_A)^2 r_s(1 - f) + (1 - r_A)] f$.

Con las expresiones (32) y (34), podemos construir, haciendo un balance de energía, un sistema de dos ecuaciones con dos incógnitas donde ellas son, respectivamente, T_a y T_s.

El balance de energía en la atmósfera es:

$$A S_o + \varepsilon_a \sigma T_s^4 + h S_o = 2\varepsilon_a \sigma T_a^4, \quad (35)$$

donde $h S_o = S_{RN}$. El balance de energía en la superficie es:

$$B S_o + \varepsilon_a \sigma T_a^4 = \sigma T_s^4 + h S_o. \quad (36)$$

De la ec. (35),

$$T_A^4 = (1/2\varepsilon_a \sigma)\{\varepsilon_a \sigma T_s^4 + A S_o + h S_o\}. \quad (37)$$

Sustituyendo ésta en ec. (36),

$$T_s^4 = \{S_o/[(2 - \varepsilon_a)\sigma]\}\{2B + A - h\}. \quad (38)$$

Sustituyendo en ec.(38),

$$T_a^4 = \{S_o/(\varepsilon_a \sigma)\}\{[1 - \varepsilon_a] h + \varepsilon_a B + A]\}. \quad (39)$$

Si $f = 0$, $\varepsilon_a = 1$, $r_A = r_S = 0$ y $h = 0$, la atmósfera no absorbe nada (transmite todo en el visual), emite como cuerpo negro, ella y la superficie reflejan todo en el visual y absorben todo en el IR, y no hay convección ni calor latente de evaporación. En este caso, $B = 1$ y $A = 0$; en otras palabras, tenemos el ejemplo de la Fig. 3. Aplicando ecs.(38)-(39) con estos valores, $S_o = \sigma T_a^4 \equiv S_A$ y $T_a = 279$ K; $2S_o = 684$ $Wm^{-2} = \sigma T_S^4 \equiv S_S$ y $T_S = 331$ K, lo que significaría un "perfecto efecto de invernadero". Lo anterior nos indica que las expresiones matemáticas (38) y (39) para las temperaturas están bien. Si cambiáramos r_A al valor de 0,35, $S_A = 222$ Wm^{-2} y $S_S = 444$ Wm^{-2}, como en la Fig.4, dando, entonces, $T_a = 250$ K y $T_S = 298$ K.

Problema 3:

Con las ecs. (38)-(39), demuestre que bajo las condiciones dadas al principio del párrafo anterior, $T_a = [1/(2)^{1/4}]\, T_s$ [ec. (8)].

Es interesante mostrar cómo, simplificando al máximo el modelo de reflexión múltiple, o sea, poniendo solo $r_A = r_S = 0$, la misma atmósfera puede actuar como un escudo térmico en lugar de ser un amplificador del calor (Knox, 199). Estamos ahora hablando del caso de reflectividad cero en el visual para ambos componentes del sistema (atmósfera y superficie). Quedan en juego, entonces, f y ε_a. Para ello, veamos cómo varía la absortividad-emisividad en IR (ε_a) como función de la absortividad en el visual (f), para diferentes valores (constantes) del parámetro libre T_s (isotermas). De la ec.(38),

$$\varepsilon_a = 2 - [S_o(2 - f)/\sigma T_s^4]. \quad (40)$$

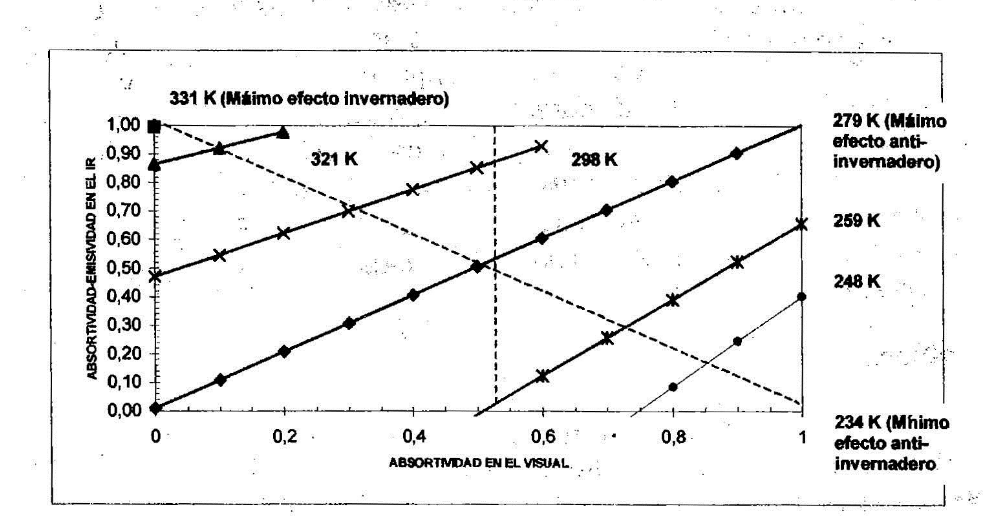


FIGURA 11. Selecto conjunto de isotermas (T_s) calculadas con la ec.(40) cuando los parámetros ε_a y f varían entre 0 y 1 (Knox, 1999).

Para T_s = 279 K tenemos la diagonal isotérmica que va subiendo de izquierda a derecha, desde el punto (ε_a,f) = (0,0) al punto (1,1). Para el primer punto tenemos el ejemplo de la Fig.1 (no hay atmósfera). Pero si $f = \varepsilon_a$, todo el tiempo como en esa diagonal, T_s siempre será igual a 279 K (máximo efecto de enfriamiento o de anti-invernadero); y es como si la atmósfera no existiera porque lo que absorbe en el visual lo devuelve en el IR aun absorbiendo todo en el visual y devolviendo todo en el IR [punto (1,1)]. Cuando nos desplazamos de (0,0) a (1,0) por el eje de las ordenadas, la atmósfera no absorbe nada en el visual pero absorbe y devuelve en el IR. Con ε_a = 1, tenemos la atmósfera como cuerpo negro y T_s = 331 K que es el caso de la Fig.3 (máxima T_s o efecto de invernadero). Cuando nos desplazamos del punto (1,1) al (0,1), la atmósfera se hace más transparente al IR, manteniendo máxima

opacidad en el visual; como resultado, T_s cae a su mínimo valor de 234 K (mínimo efecto de enfriamiento o de anti-invernadero, $\varepsilon_a = 0$), porque la superficie recibe menos energía IR. En resumen, si la atmósfera se hace más transparente al IR, para un f fijo, T_s tiende a disminuir de 331 K a 234 K y viceversa (línea vertical a trazos en la Fig.11). Si bajo la misma condición f varía, T_s también tiene esa variación y viceversa (línea diagonal a trazos en la Fig.11). Esto muestra claramente cómo la radiación IR juega un papel importante en el efecto de invernadero o calentamiento global.

Problema 4:

Grafique ε_a vs f para diferentes isotermas atmosféricas, compárelas con las del gráfico de la Fig.11 y discuta los resultados.

Problema 5:

Grafique ε_a vs f para diferentes isotermas superficiales, con r_a = 0,25 y r_s = 0,16 y discuta los resultados.

CONSECUENCIAS DEL RECALENTAMIENTO GLOBAL: PARA MUESTRA, UN BOTÓN

El aumento sostenido de los gases-traza de la atmósfera, de tipo invernadero, como el CO_2 (dióxido o bióxido de carbono), CH_4 (metano), NO_2 (dióxido de nitrógeno), etc., por acción antropogénica, conduce, como se ha ilustrado, a un aumento de las temperaturas efectiva del planeta, atmosférica y superficial, respectivamente, como respuesta climática del sistema atmósfera-superficie mismo. Estas respuestas climáticas tarda su tiempo en manifestarse. En el caso del recalentamiento global, este puede tardar décadas en aparecer (Tabla I). Este aumento de concentración de gases invernadero ha venido ciertamente sucediendo desde que comenzó la era industrial en el siglo XIX, por lo que los cambios climáticos que se ha venido observando, se le han atribuido a este efecto. Y esto está siendo sometido a estudio e intensos debates científicos. Para ello se hacen proyecciones a futuro, bajo diferentes escenarios y condiciones, a base de modelos matemáticos.

En todo caso, este aumento de temperaturas trae como consecuencia la potencial alteración de prácticamente todo lo que ocurre en la atmósfera, litósfera, hidrósfera, biósfera y criósfera; ejemplo de ello sería la modificación del ciclo hidrológico (lluvias, nubosidad, sequía, etc.), aumento del nivel del mar, descongelación de los polos y otras cosas más (Erickson, 1992).

Tomemos como ejemplo la descongelación de los casquetes polares y el aumento del nivel del mar. Mostraremos con un sencillo ejemplo cuál podría el orden de magnitud de este efecto como secuela a largo plazo del recalentamiento global (Hafemeister, 1982).

Si se supone que un aumento global de temperatura media, causado por un aumento artificial de la concentración de CO_2, es

millones de años. Por esta razón, la variación del nivel de los océanos, a causa de este fenómeno, que inundaría mundialmente las tierras bajas, es una posibilidad diferente.

PREVISIONES Y PRECAUCIONES

Hay ciertas evidencias que parecieran indicar y advertir que el recalentamiento global terrestre ya está en marcha. Después de haberse detectado grandes fracturas y grietas en la capa de hielo del Polo Sur y la creación, por ello, del iceberg más grande que jamás se haya observado, se ha llegado a sospechar que esto está siendo provocado precisamente por un aumento del efecto de invernadero (este singular hecho del iceberg, fue reseñado por los medios de comunicación social internacionales). Por otra parte, en la oscilación normal que tienen las temperaturas a lo largo de un año, se ha podido notar que en general las mínimas ya son tan mínimas, sino que han aumentado; en otras palabras, las temperaturas mínimas ya no están bajando a sus valores acostumbrados. Y esto también se le está atribuyendo al recalentamiento global. En todo caso, lo que sí es cierto es que la concentración de gases invernadero en el aire por acción de la actividad humana (quema de combustible fósil, quema de biomasa, etc.) ha ido en aumento, y esto plantea, como se ha ilustrado en este trabajo, un potencial efecto sobre el clima.

De ahí que una forma lógica de prevenir y atenuar o mitigar el problema es lograr una reducción de las emisiones de estos gases a la atmósfera. Para ello a escala internacional, a través de la Organización de las Naciones Unidas (ONU), los países miembros firmaron el 13 de junio de 1992 un instrumento jurídico ambiental denominado "Convenio Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático" cuyo objetivo general es (MRE/MARN, 2000),

"Lograr, de conformidad con las disposiciones pertinentes de la Convención, la estabilización de las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera a un nivel que impida

interferencia antropógenas peligrosas en el sistema climático. Ese nivel debería lograrse en un plazo suficiente para permitir que los ecosistemas se adapten naturalmente al cambio climático. Asegurar que la producción de alimentos no se vea amenazada y permitir que el desarrollo económico prosiga de manera sostenible".

Este convenio, que tiene grandes implicaciones económicas y sociales para nuestro país, en virtud de su condición de país cuya economía es altamente dependiente de la exportación de combustible fósil, fue ratificado por Venezuela el 27 de diciembre de 1994 (Gaceta Oficial Nº 4825 Extraordinaria).

Para implementar este convenio, el mismo admite en su Artículo 17, la adopción de protocolos, y en su Artículo 15, la de enmiendas. En este sentido, actualmente está bajo intensa discusión polémica el primero de ellos conocido con el nombre de "Protocolo de Kyoto" (MRE/MARN, 2000). Su objetivo general es:

"*Comprometer a los países industrializados a la reducción de sus emisiones de gases de efecto invernadero por lo menos en un 5% con relación a los niveles de 1990, para el período entre el 2008-2012*".

Estos dos instrumentos, junto con el "Convenio de Viena para la Protección de la Capa de Ozono" (MRE/MARN, 2000), firmado el 22 de marzo de 1985 (ratificado por Venezuela el 19 de julio de 1988; gaceta Oficial Nº 34010), y su "Protocolo de Montreal Relativo a las Sustancias Agotadoras de la Capa de Ozono" (MRE/MARN, 2000), firmado el 16 de septiembre de 1987 (ratificado por Venezuela el 11 de enero de 1989; Gaceta Oficial Nº 34134), constituyen hasta el momento los mayores esfuerzos hechos a escala mundial para detener el daño que se le está haciendo al ambiente atmosférico, para protegerlo y para conservarlo.

El conocimiento detallado de estos documentos permite tener una idea completa de estos esfuerzos y de los obstáculos políticos, económicos, sociales, etc., que se han superado y que todavía hay que superar, para aplicarlos. Esto se deja como actividad opcional y complementaria al lector; hecho esto, sería interesante deducir, entonces, cuál es la diferencia entre un convenio y un protocolo.

CONTAMINACIÓN DE UNA CIUDAD (MODELO DE CAJA FIJA)

La calidad del aire de un cierto ambiente es un aspecto de la contaminación atmosférica, que debe ser tratado científicamente para colaborar en la toma de decisiones políticas y de planificación respecto a la gestión y desarrollo de infraestructuras e industrias. Como análisis de sistemas, la calidad del aire puede ser representada de acuerdo a la Figura 12 (Kiely, 1999).

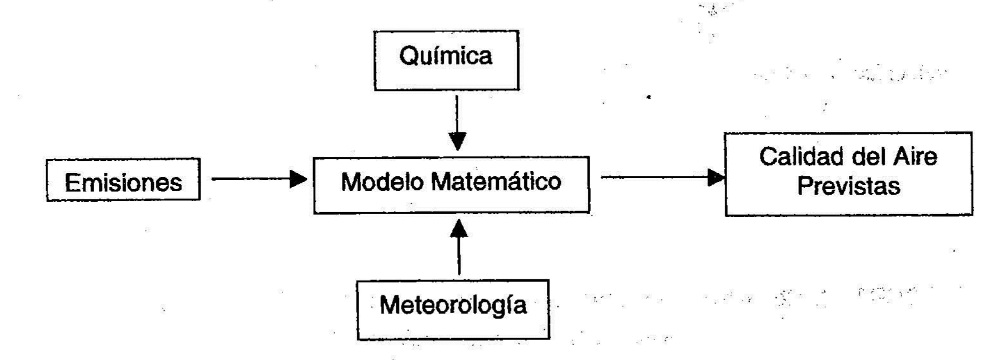


FIGURA 12. Análisis del sistema para estimar la calidad del aire.

De los modelos matemáticos, el modelo de caja fija es uno de los más simples que se utilizan para hallar una primera estimación de los valores de la concentración de los contaminantes. Se basa en la conservación de la masa de un contaminante en un espacio físico del tipo caja. Considere una ciudad rectangular, como se muestra en la Figura 13, con el fin de calcular la concentración del contaminante del aire en esta ciudad (De Nerves, 1998).

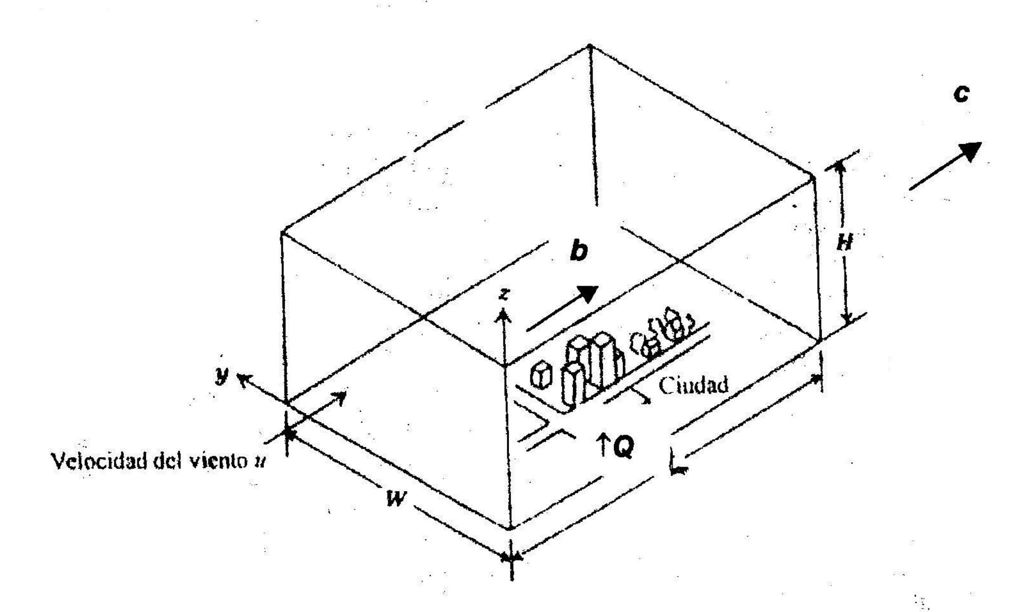


FIGURA 13. Modelo de ciudad rectangular para aplicar el modelo de Caja Fija en la estimación de su contaminación.

Para simplificar el análisis, hagamos la siguientes aproximaciones:

(a) La ciudad es un rectángulo con dimensiones W x L, y con uno de sus lados paralelos a la dirección del viento.

(b) La turbulencia atmosférica produce el mezclado completo y total de los contaminantes hasta la altura de mezclado H, y no hay mezclado por encima de esta altura.

(c) Esta turbulencia es bastante fuerte en la dirección contra el viento, de modo que la concentración del contaminante es uniforme en el volumen completo de aire que está sobre la ciudad y no a más altura, en el lado en la dirección del viento y en el lado contra el viento. Esta hipótesis es bastante contraria a lo que se observa en la

naturaleza, pero permite una gran simplificación del aspecto matemático.

(d) El viento sopla en la dirección x con velocidad u. Esta velocidad es constante e inde- pendiente del tiempo, lugar o elevación por encima del suelo. También esto es contrario a la observación; la velocidad del viento aumenta con la elevación. En lo que sigue se usa la u promedio entre aquélla al nivel del suelo y la correspondiente a la altura H.

(e) La concentración del contaminante en el aire que entra a la ciudad (en $x = 0$) es constante e igual a b [b por concentración "de fondo" (*background* en inglés)]. En este modelo, como en la mayoría, las concentraciones se dan en [g m^{-3}] o en [μg m^{-3}].

(f) La tasa (índice) de emisiones del contaminante del aire de la ciudad es Q [g s^{-1}]. Normalmente éste se da como un índice de emisiones por unidad de área q [g s^{-1} m^{-2}]. La expresión $Q = qA$ permite convertir uno en el otro, donde A es el área de la ciudad (= WL). Este índice es constante y no cambia en el tiempo.

(g) Ningún contaminante sale o entra por la parte superior de la caja, ni por los lados que no sean paralelos a la dirección del viento.

(h) El contaminante tiene una duración suficiente en el aire como para que su velocidad de destrucción sea cero.

En este modelo, como en casi la mayoría, el balance de materiales es la idea que subyace en la física de los mismos (ley de conservación de la masa). Se entiende como un balance de materiales, una especie de contabilidad en la que se aplica una ecuación general del balance a alguna especie contaminante. Dadas ciertas condiciones de frontera o contorno, esta ecuación se puede escribir como (De Nerves, 1998),

{Velocidad de Acumulación} = {Todos los Gastos de Entrada} – {Todos los Gastos de Salida} + {Velocidad de Creación} + {Velocidad de Destrucción}. (41)

Esta ecuación, bajo las restricciones arriba impuestas, se reduce a:

0 = {Todos los Gastos de Entrada} - {Todos los Gastos de Salida} ⇒
{Todos los Gastos de Entrada} = {Todos los Gastos de Salida}. (42)

Un gasto de entrada del contaminante hacia dentro de la cara contra el viento es

Gasto de Entrada 1 = $uWHb$. (43)

El factor uWH expresa el volumen de aire que cruza la frontera contra el viento del sistema por unidad de tiempo; note que esta expresión tiene unidades de [volumen/tiempo] que al multiplicarse por la concentración de fondo da [masa/tiempo].

El otro gasto de entrada es aquel proveniente de la propia ciudad, que entra al aire por la frontera, o cara, inferior de la caja; este es igual a

Gasto de Entrada 2 = $Q = qWL$. (44)

La suma de la ec. (43) y la ec. (44) da todos los gastos de entrada:

{Todos los Gastos de Entrada} = $(uHb + qL)W$. (45)

Con relación a los gastos de salida el único que sale es aquel que lo hace hacia fuera por la cara del extremo derecho a la caja (en $x = L$), perpendicular al viento. Como en el gasto de entrada 1, el gasto de salida es el volumen uWH pero multiplicado por la

concentración *c* (en *L*):

{Gasto de Salida} = *uWHc.* (46)

Sustituyendo ec.(46) y ec.(45) en ec.(42), y despejando *c*, se encuentra que

$$c = b + qL/uH. \quad (47)$$

Es fácil ver que la ec. (47), como se muestra en la Figura 14, representa una recta donde la variable dependiente es *c*, la variable independiente es *q*, el término (*L/uH*) es la pendiente, y *b* es el término independiente.

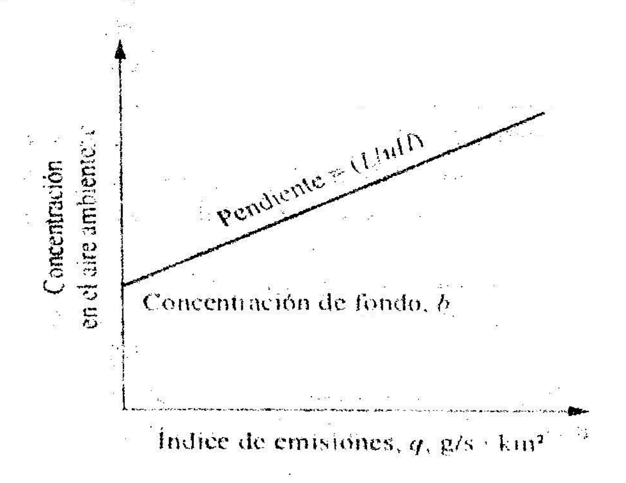


FIGURA 14. Representación gráfica de la ecuación (47) (De Nerves, 1998).

El modelo predice que la concentración en el aire es directamente proporcional al índice de emisiones *q* de la ciudad; a

mayor emisión, mayor contaminación. Pero también nos dice con que rapidez esta contaminación se presenta; y esta viene dada por la pendiente la cual, a su vez, es directamente proporcional al largo *L* de la ciudad e inversamente proporcional a la velocidad del viento *u* y a la altura *H* de la capa de mezclado. Si *L* aumenta, la rapidez de la contaminación sube. Si *u* aumenta, la rapidez baja ya que el viento limpia más eficientemente el aire. Si *H* aumenta, los contaminantes están más diluidos por lo que la rapidez baja.

Problema 6.

(a) Dejando *q* y lo demás constante, muestre esquemáticamente con un gráfico, cómo varía *c* con el largo *L* de la ciudad y discuta cualitativamente el resultado. (b) Dejando *q* y lo demás constante, muestre esquemáticamente con un gráfico, cómo varía *c* con la velocidad *u* del viento y discuta cualitativamente el resultado. Dejando *q* y lo demás constante, muestre esquemáticamente con un gráfico, cómo varía *c* con la altura *H* de la capa de mezclado y discuta cualitativamente el resultado.

El modelo en cuestión es una gran simplificación de lo que en la realidad sucede, pero muestra con sencillez cómo influyen en una primera aproximación las variables más importantes. Note cómo el modelo no incluye a *W* como variable y esto se explica porque si se duplica el ancho *W* de la ciudad, manteniendo *q* constante, *c* no cambia.

Que las concentraciones en los bordes de la ciudad, en la dirección del viento, sea la misma [aproximación (c)], constituye la peor de las simplificaciones. Le sigue la aproximación (b) puesto que no todas las emisiones son las mismas a lo largo y ancho de la ciudad; pero si el mezclado de los contaminantes en el aire no es perfecto, ésta se vuelve la peor. Por ejemplo, para mayor parte de los contaminantes, q puede ser bajo en los suburbios y mucho más alto

en las zonas industriales, pero el buen mezclado hace que asumir q constante en toda la ciudad sea una buena suposición.

Hagamos un ejemplo numérico aplicando el modelo de caja fija: Una ciudad y su atmósfera tiene las siguientes características: $W = 5$ km, $L = 15$ km, $u = 3$ m s^{-1} y $H = 1000$ m. La concentración contra el viento, o de fondo, de, por ejemplo, CO es $b = 5$ μg m^{-3} y la emisión de contaminantes por unidad de área de la ciudad es $q = 4x10^{-6}$ g s^{-1} m^{-2}. ¿Cuál es la concentración de CO sobre la ciudad? Aplicando la ec.(47)

$$c = 5\ \mu g\ m^{-3} + [4x10^{-6}\ g\ s^{-1}\ m^{-2}][15000\ m/(3\ m\ s^{-1}\ x\ 1000\ m)] = (5 + 20)\ \mu g\ m^{-3} = 25\ \mu g\ m^{-3}.$$

Vale la pena hacer resaltar que manteniendo la velocidad del viento constante, nos estamos refiriendo a una condición meteorológica específica. Si quisiéramos referirnos a diferentes concentraciones para diversas circunstancias, a lo largo de un año, por ejemplo, tendríamos que estimar un promedio anual de la concentración de algún contaminante con base a la distribución de frecuencias de diversos valores de u y H, calcular cada concentración respectiva con la ec.(47) y, a continuación, multiplicar por el número de veces que esta se presenta (frecuencia) y sumar, o sea

{Concentración Promedio Anual}=Σ{Concentración para Condición Meteorológica}
Sobre todas
las condiciones
meteorológicas
x {Frecuencia de Ocurrencia de esa Condición Meteorológica}. (48)

Hagamos un ejemplo numérico. Para el ejemplo anterior, las condiciones meteorológicas descritas ($u = 3$ m s^{-1}, $H = 1000$ m) ocurren el 40% de las veces. En el 60% restante, el viento sopla formando ángulos rectos con la dirección mostrada en la Fig.13, con una velocidad de 6 m s^{-1} y la misma altura de mezclado. ¿Cuál es la

concentración promedio anual de CO en esta ciudad? Ya tenemos la concentración para el 40% de las veces (25 $\mu g\ m^{-3}$). Calculemos la concentración para el 60% de las veces:

$$c_{(60\%)} = 5\ \mu g\ m^{-3} + [4x10^{-6}\ g\ s^{-1}\ m^{-2}][5000\ m/(6\ m\ s^{-1}x1000\ m)] = 8{,}33\ \mu g\ m^{-3}.$$

Obsérvese que la dirección del viento ha intercambiado los valores de W y L. Si se usa este último valor, más el del ejemplo anterior,

$$\{\textbf{Concentración Promedio Anual}\} = (25\ \mu g\ m^{-3}x0{,}4) + (8{,}33\ \mu g\ m^{-3}x0{,}6) = 15\ \mu g\ m^{-3}$$

Una aplicación más realista de la ec.(48) requiere sumar sobre una gran cantidad de condiciones meteorológicas y sus correspondientes índices de emisiones, en lugar de las dos del ejemplo anterior. En ciudades con un gran consumo de calefacción doméstica, las fuentes de partículas producen índices mayores de emisiones por unidad de área en el invierno que en el verano. Los índices de emisiones de otros contaminantes pueden variar en lapsos de horas o de días. Las emisiones del parque automotor son muchos más altas en las horas picos que a cualquier otra hora del día. Por estas razones, la ec.(48) tendrá que modificarse para tomar en cuenta estas variaciones en las emisiones.

Una de las situaciones de mayor interés que se desearía conocer, es aquella relacionada con la concentración más elevada. Es necesario tener información, entonces, de la velocidad del viento, su dirección y sentido, la altura de mezclado y la concentración de fondo, que correspondan al peor caso. Y no siempre esta información está disponible. Una manera de hacer esto, bajo esta condición, es la propuesta principalmente por Larsen (1961) a través de una manipulación sencilla de la ec.(47). Manteniendo constante a u, L y H regresemos a la Fig. 14. Si deseamos reducir la concentración de c_1 a c_2, es posible calcular con facilidad el índice permisible de emisiones q como

$$q_2 = (c_2 - b)(uH/L). \quad (49)$$

Si se conocen q_1 y c_1, se despeja la pendiente $uH/L = (c_1 - b)/q$. Sustituyendo en ec.(49) se obtiene

$$q_2/q_1 = (c_2 - b)/(c_1 - b). \quad (50)$$

Note que los parámetros meteorológicos ya no aparecen porque se han eliminado, bajo el supuesto que estos son los mismos para la situación presente (c_1,q_1) y la situación futura (c_2,q_2). Apoyados en la ec.(50), la reducción fraccionaria que se necesitaría en el índice viene dada por

$$\{\textbf{Reducción Fraccionaria en el Indice de Emisiones}\} = (q_1 - q_2)/q_1 = 1 - q_2/q_1 = \ldots$$

$$\ldots = 1 - [(c_2 - b)/(c_1 - b)] = (c_1 - c_2)/(c_1 - b). \quad (51)$$

Hagamos un ejemplo numérico. En un país desarrollado, la norma de calidad del aire ambiente para las partículas en suspensión, en 1971, era en promedio anual de 75 μg m^{-3}. En 1970, la concentración promedio anual de partículas, medida en una estación de monitoreo en el centro de una gran ciudad de ese país, fue de 190 μg m^{-3}. La concentración de fondo se estimó en 20 μg m^{-3}. ¿En qué porcentaje tendría que reducirse el índice de emisiones de partículas, por debajo del nivel de 1970, para cumplir con la norma de calidad del aire ambiente de 1971?

$$\{\textbf{Reducción Fraccionaria en el Indice de Emisiones}\} = (190 - 75)/(190 - 20) = 0{,}67,$$

es decir, en un 67%. La ec.(51) se conoce como el modelo proporcional o la ecuación de repetición y se ha usado ampliamente para calcular la reducción necesaria en los índices de emisiones, en procura de cumplir con las normas de calidad ambiental en lo que al aire se refiere. Tiene la ventaja que es sencilla y normalmente

requiere datos de entrada disponibles con facilidad. Por el contrario, debido a su gran simplificación no se espera que dé predicciones exactas. De acuerdo al ejemplo anterior, los porcentajes calculados de reducción con esta ecuación tienden a grandes, lo que no hacen otros modelos más complejos. En consecuencia, este modelo se aplica con mayor frecuencia a ciudades con problemas de contaminación menos graves que aquellas con mayores.

Un inconveniente de los modelos de caja fija es que no hacen distinción entre grandes números de pequeñas fuentes que emiten sus contaminantes a baja altura (como los carros, las casas, los basureros, etc.), llamadas fuentes de áreas, y el pequeño número de grandes fuentes que emiten cantidades mayores a mayores alturas (chimeneas industriales, etc.). En una simplificación sencilla, para hallar q ambos tipos de fuentes se suman. Pero en un enfoque más real, hay que tomar en cuenta que a mayor altura de la fuente, la concentración al nivel del suelo disminuye aunque más lejos de ésta la concentración aumente, y estos detalles no pueden ser tratados únicamente con un simple modelo de caja.

Para una ciudad existente, que ha llegado a sus límites de crecimiento, nada se puede hacer para cambiar L, H y u. Pero si se está planeando una ciudad a futuro, el modelo de caja fija anterior puede ayudar a comprender cómo se pueden manejar las variables que intervienen en él, para minimizar la contaminación atmosférica que de ella se origine. Por ejemplo, el lado más ancho debe ser perpendicular a la dirección del viento (W tan grande como se pueda) y el lado en la dirección al viento tan corto como se pueda (L tan pequeña como se pueda). Si esto no se puede hacer, debiera escogerse un lugar donde H y u sean grandes. Lo anterior sugiere que las ciudades ubicadas en valles, perpendiculares a las corrientes de aire son las menos favorecidas por este criterio (pero las hay bastantes; ¿puede dar ejemplos?). Sin embargo, las variables b y q

Sustituyendo,

$$D = (4 \times 14.000 \text{ km}^2 \times 0{,}600 \text{ km} / 3{,}1416 \times 0{,}010 \text{ km/s} \times 24 \text{ h} \times 3600 \text{ s/h})^{1/2}$$

$$¡\ D \cong 3{,}590 \text{ km} = 3.590 \text{ m}\ !$$

Este resultado es más de seis veces la altura de la estructura más alta construida por el hombre hasta la fecha y está más allá de las capacidades actuales de la ingeniería estructural. Además, los cálculos demuestran que la potencia requerida para impulsar el caudal sobrepasa la cantidad de energía eléctrica que se genera para mantener una ciudad de este tamaño. Como conclusión, el problema de la contaminación del aire debe ser tratado alternativamente bajo el procedimiento de la reducción de las emisiones. No hay otra salida.

Para cerrar esta sección, nos vamos a referir brevemente al caso en que en la ec.(42) el balance de materia no sea cero. Esto significa que hay un aumento o disminución de la contratación con el tiempo (se rompe el equilibrio o balance), dependiendo del término de entrada o de salida que predomine; en este caso,

$$(\mathrm{d}c/\mathrm{d}t) = [q/H] + (u/L)(b - c). \quad (52)$$

La solución de esta ecuación corresponde a la de una ecuación diferencial de primer orden y de primer grado que aquí no corresponde resolver. Sin embargo, a continuación damos dicha solución:

$$c(t) = c_{t=0}\exp(ut/L) + [(qL/uH) + b][1 - \exp(-ut/L)]. \quad (53)$$

Esta ecuación muestra que si $t \to \infty$, $\exp(-ut/L) \to 0$ y $c \to [(qL/uH) + b]$ (modelo de caja fija); en $t = 0$, $\exp(ut/L) = 1$ y $c = c_{t=0}$.

COMENTARIOS FINALES

Con el entendido de que el problema es mucho más complejo, hemos hecho un intento para ilustrar y explicar tan simple como nos ha sido posible (ver aproximaciones hechas arriba), el fenómeno del recalentamiento global terrestre a través de un posible aumento del efecto de invernadero por contaminación artificial del aire, concebido básicamente como un aumento de la temperatura superficial del planeta con relación a su temperatura efectiva de radiación hacia el espacio. Lo hemos hecho apoyándonos en un simple modelo, que toma en cuenta la ley de la conservación de la energía y la ley de Stefan-Boltzmann, y que considera a la atmósfera formada por una sola capa y por varias, en las que el balance de radiación entre la energía solar entrante y la energía infrarroja emitida por el sistema atmósfera-superficie, se ha establecido. Brevemente hemos revisado una de sus consecuencias por medio de un ejemplo sencillo, y hemos citado las gestiones que se están llevando a cabo para mitigar sus efectos.

En segundo lugar hemos mostrado, a pesar de que también el problema es más complejo, cómo la contaminación atmosférica de una ciudad puede ser tratada desde punto de vista científico para establecer criterios de calidad de aire y ayudar a la toma de decisiones y diseños de política ambiental relacionadas con el medio ambiente. Esto se ha hecho en base a un modelo simple de balance de materiales, que toma en cuenta la ley de la conservación de la masa.

Con estos aportes, creemos estar en consonancia y estar honrando el compromiso adquirido por Venezuela, al ratificar el Convenio Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (MRE/MARN, 2000), que se encuentra contemplado en el Artículo 6 (Educación, Formación y Sensibilización del Público):

"Al llevar a la práctica los compromisos a que se refiere el inciso i) del párrafo 1 del Artículo 4, las Partes:
a) Promoverán y facilitarán, en el plano nacional y, según proceda, en los planos subregional y regional, de conformidad con las leyes y reglamentos nacionales y según su capacidad respectiva:
i. La elaboración y aplicación de programas de educación y sensibilización del público sobre el cambio climático;
ii. El acceso del público a la información sobre el cambio climático y sus efectos;
iii. La participación del público en el estudio del cambio climático y sus efectos y en la elaboración de las respuestas adecuadas; y
iv. La formación de personal científico, técnico y directivo.
b) Cooperarán, en el plano internacional, y, según proceda, por intermedio de organismos existentes, en la actividades siguientes, y las promoverán:
i) La preparación y el intercambio de material educativo y material destinado a sensibilizar al público sobre el cambio climático y sus efectos; y
ii) la elaboración y aplicación de programas de educación y formación, incluido el fortalecimiento de las instituciones nacionales y el intercambio o la adscripción de personal encargado de formar expertos en esta esfera, en particular para países en desarrollo".

REFERENCIAS

Ackerman, T.P. (1992). A tutorial on global atmospheric energetics and the greenhouse effect. En *AIP Conference Proceedings 247, Global Warming: Physics and Facts* (B.G. Levi, D. Hafemeister, and R. Scriber, eds.). American Institute of Physics. New York; pp. 1-23.

Alonso, S. y C. Ramis. (1996). Una pequeña introducción al estudio del clima de la Tierra y del cambio climático. *Revista Española de Física*,10: 6-8.

Aubrecht, G.J. (1988). Trace gases, CO_2, climate, and the greenhouse effect. *The Physics Teacher*, March: 145-152.

Davies, C.N. (1987). Particles in the atmosphere: a review. *Journal of Aerosol Science*, 18: 469-476.

De Nerves, N. (1998). Modelos de Concentración de los Contaminantes del Aire. En *Ingeniería de Control de la Contaminación del Aire*. McGraw-Hill; pp. 117-123.

Erickson, J. (1992). *El Efecto Invernadero - el Desastre de Mañana, Hoy*. Serie McGraw-Hill de Divulgación Científica; 217 pp.

Goody, R.M. y J.C.G. Walker. (1975). *Las Atmósferas*. Edic. Omegas (Colección Fundamentos de las Ciencias de la Tierra). Barcelona; 150 pp.

Hafemeister, D.W. (1982). Science and society test VII: energy and environment. *American Journal of Physics*, 50: 713-720.

Halliday, E.C. (1961). *A Historical Review of Atmospheric Pollution.* World Health Organization Monograph Series, N° 46. Ginebra.

Jones, M.D.H. y A. Henderson-Sellers. (1990). History of the greenhouse effect. *Progress in Physical Geography*, 14: 1-18.

Kiely, G. (1999). Modelización Ambiental. En *Ingeniería Ambiental – Fundamentos, Entornos, Tecnologías y Sistemas de Gestión* (Vol.II). McGraw-Hill; pp. 1262-1267

Knox, R.S. (1999). Physical aspects of the greenhouse effect and global warming. *American Journal of Physics*, 67: 1227-1238.

Larsen, S.R. (1961). A method for determining source reduction required to meet air quality standards. *Journal of Air Pollution Control Association*, 21: 71-76.

Mitchell, J. (1990). Greenhouse physics. *Physics World*, June: 27-32.

MRE/MARN (2000). *Acuerdos Multilaterales de Venezuela en Materia Ambiental.* Instituto de Altos Estudios Diplomáticos "Pedro Gual" del Ministerio de Relaciones Exteriores (MRE)/Oficina Sectorial de Gestión y Cooperación Internacional del Ministerio del Ambiente y Recursos Naturales (MARN). Caracas; pp. 97-116, 117-132, 273-301 y 449-473.

OPS. (1980). *Manual del Aire en el Medio Urbano.* Organización Panamericana de la Salud (OPS). Washington, D.C. (Cap. 1).

Ramanathan, V. y J.A. Coakley. (1978). Climate modelling through radiative-convective models. *Review of Geophysics and Space Physics*, 16: 465-490.







15 Bs.